干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

荒漠河岸林地下水位时空动态及其对地表径流的响应[①]

张经天[1,2]， 席海洋[1]

（1 中国科学院西北生态环境资源研究院 中国科学院内陆河流域生态水文重点实验室/阿拉善荒漠生态—水文试验研究站，甘肃 兰州 730000； 2 中国科学院大学，北京 100049）

摘 要： 荒漠河岸林是干旱地区重要的生态系统之一，受间歇性河流补给的浅层地下水是河岸林植物生存的主要水分来源。基于额济纳荒漠河岸林地下水位观测断面具有高时空分辨率的地下水位数据，分析了荒漠河岸林浅层地下水的时空变化及分水事件中河水对地下水的补给特征。结果表明：额济纳绿洲河岸林地下水位在季节尺度上具有植物生长季下降，非生长季上升的变化特征；在植物生长季内，地下水位具有白天下降，夜间上升的日周期变化特征，且日波动幅度主要受不同植被类型及植物不同生长期地下水蒸散速率的影响。黑河下游河水的河道渗漏是沿岸浅层地下水的主要补给来源，在分水过程中，距河道不同距离的地下水位对河水补给的响应时间随距离增加而增大，分水结束时的地下水位上升幅度随距离增加而减小，分水总径流量、分水持续时间和日均径流量是影响地下水补给宽度的主要因素。河道径流渗漏水量的绝大部分都通过蒸散发过程损失，从2013—2015年6次分水事件结束后，地下水估算补给量占其与蒸散量总和的平均比例为23.6%。

关 键 词： 荒漠河岸林；地下水位；河道渗漏；地下水补给

文章编号：

在极端干旱的内陆河流域，地下水是自然生态系统和人类生产生活用水的主要来源，保持适宜的地下水位对维持绿洲生态系统的稳定具有重要意义[1-2]。在降水稀少和蒸散强烈的自然环境条件下，间歇性河流的河道渗漏被认为是沿岸浅层地下水的主要补给来源[3-4]。沿河分布的河岸林植物依赖浅层地下水生存，而植物的蒸散作用是浅层地下水的主要消耗方式。在间歇性河流和河岸林的共同影响下，河岸林区浅层地下水位变化十分复杂，明晰河水与地下水补给关系，有效控制地下水位变化对于调控河岸林植物生长具有重要意义。此前，关于我国干旱地区地下水位变化的研究主要集中在气候变化及人为活动引起的年际及年代际尺度变化[5-6]，基于高时空分辨率地下水位动态监测的研究较为欠缺，地下水位的季节及日尺度动态研究及其影响因素分析可为有效管理河岸林，为河岸林水量分配提供科学依据。河岸林生态系统的植被类型、土壤性质等具有显著的垂直河道的空间变化特征，使得距河道不同距离处的地下水位具有不同变化特征，深入分析地下水位的空间变化特征可以有效揭示干旱荒漠河岸林的水分梯度特征，更有助于提取河岸林的环境和生态信息，以指导河岸林的恢复与管理。

目前关于干旱区间歇性河流对地下水补给的研究方法主要包括[7]：对河床渗漏的直接观测[8-9]、基于河道不同断面来水的径流观测[10-11]以及通过来水时沿岸地下水位的观测来获取河道渗漏对地下水的补给状况[12-13]。此前，在我国西北内陆区已经开展过一些河道渗漏和地下水补给的相关研究[14-18]。前期的研究主要是利用上下游径流观测比较和同位素示踪方法，以及通过河床渗漏系数的测定，揭示河床渗漏的能力，另外还利用遥感方法和模型模拟等

① **收稿日期：** 2019-01-02； **修订日期：** 2019-06-06
基金项目： 内蒙古自治区科技重大专项项目（zdzx2018057）；中国科学院科技服务网络计划（STS计划）区域重点项目资助（29Y829731）资助
作者简介： 张经天（1994-），男，汉族，陕西省西安人，硕士研究生，主要从事干旱区水文水资源研究. E-mail：zhangjt@lzb.ac.cn
通讯作者： 席海洋（1982-），男，汉族，黑龙江省五大连池市人，副研究员，主要从事干旱区水文水资源研究. E-mail：xihy@lzb.ac.cn

方法。前期研究多是回答河流渗漏损失量,而有多少水量有效补给地下水,目前研究较少。河道渗漏的总量只有一部分会形成地下水补给,因此通过地下水位高时空分辨率的观测来分析河道对地下水的补给状况对于深入研究干旱区间歇性河流与地下水关系具有重要意义。

黑河流域是我国第二大内陆河流域,是我国西北干旱区的重要组成部分。黑河发源于祁连山北麓,干流全长 821 km,出山口莺落峡以上为上游,为黑河流域产流区;莺落峡至正义峡为中游,绿洲面积较大;自正义峡以下为下游,并在狼心山水文站处分东西两河,分别注入东居延海与西居延海。20 世纪 70 ~ 80 年代,由于中游农业快速发展大量利用黑河河水,使得下游河道水量剧减,河道常年干涸,位于黑河下游的额济纳绿洲出现了地下水位下降和绿洲沙漠化等一系列严重的生态环境问题,威胁到整个流域的生态安全和国防建设的环境保障[19]。为了使额济纳绿洲生态得以恢复,从 2000 年开始,以黑河分水方案为依据,实施了黑河干流水量的统一管理和调度,实现了正常年份正义峡下泄水量达到 9.5×10^8 m^3 的要求[20]。黑河径流是额济纳绿洲浅层地下水的主要补给来源,通过河道渗漏的方式补给沿岸地下水。该方案的实施,使额济纳绿洲的地下水位得到了补给上升,对下游生态的恢复和绿洲的稳定起到了巨大作用[21]。

本研究利用高时空分辨率的地下水水位观测资料完成的主要内容是:(1)分析额济纳绿洲荒漠河岸林生态系统的地下水位在季节和日尺度上的动态特征。(2)阐明荒漠河岸林距河道不同距离(不同植被类型)的地下水位动态特征。(3)确定黑河分水事件对河岸林地下水的实际补给。旨在为黑河流域水量合理分配和额济纳绿洲生态稳定的维护提供科学依据。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

额济纳绿洲位于黑河下游额济纳旗境内,该地深居内陆,气候极度干旱,年均降水量为 37.9 mm,且 75% 以上集中在 6 ~ 8 月;而年潜在蒸发量高达 3 700 mm 以上,约为降水量的 100 倍;年均气温 7 月最高,为 27.0 ℃,1 月最低,为 -11.7 ℃。区内地表水资源贫乏,地下水补给量少且水质差,黑河是当地生物赖以生存的水源,沿河分布着以胡杨和柽柳为优势树种的荒漠河岸林。天然植被正常生长所需要的水分主要依靠浅层地下水[22],而该区浅层地下水的主要补给来源为上中游的下泄河水渗漏补给以及额济纳盆地周边地下水的侧渗补给。

1.2 研究方法

地下水位观测井布设在荒漠河岸林中,本研究使用的地下水位数据来自位于阿拉善荒漠生态水文试验站南垂直于东河河道分布的四口观测井(图 1),随距河道距离增加,1 ~ 4 号观测井地表覆盖分别为河岸碱地、苦豆子地、柽柳林和胡杨林。观测井附近均无抽水井存在。

地下水位观测井中安装自计水压和水温传感器(HOBO U20 - 001 - 04, Onset Computer Corporation, USA),传感器记录间隔为 10 min。此外,还在井外设置了 HOBO 传感器来记录外部大气压的变化,记录间隔同样为 10 min。用井中传感器测的水压减去外部传感器获取的大气压,得到传感器以上水柱所施加的压力,再根据水柱对传感器施加的压力求得地下水位。

气象资料来自于阿拉善荒漠生态水文试验站自动气象站(ENVIS),包括气温、日照、气压、湿度和风速风向等气象要素。黑河下游东河径流数据来自于狼心山水文站和东居延海径流观测站。

分水过程中河道径流对沿岸浅层地下水的补给量由下式计算:

$$\Delta S = \int_0^{x_{max}} \Delta h(x) \times S_y \mathrm{d}x \qquad (1)$$

式中:ΔS 为分水事件结束时对沿岸地下水的补给量(m);$\Delta h(x)$ 为分水事件结束时距河道 xm 处地下水位的上升幅度(m);x_{max} 为地下水补给宽度;S_y 为给水度。根据 LOHEIDE 等[23] 提出的方法,依据对地下水位观测井附近地下水位处的土壤质地分析结果,最终确定 S_y 值为 0.08。

根据地下水位日波动数据,WHITE[24] 基于水量平衡原理提出了一种估算地下水蒸散的方法(ET_G),该方法有以下假设:(1)地下水位日波动是植物耗水造成的;(2)植物夜间耗水可以忽略;(3)夜间 00:00 ~ 04:00(北京时,下同)的地下水位回升速率可以代表全天平均地下水补给速率。使用 WHITE 方法获取地下水蒸散的公式如下:

$$ET_G = S_y(24r \pm s) \qquad (2)$$

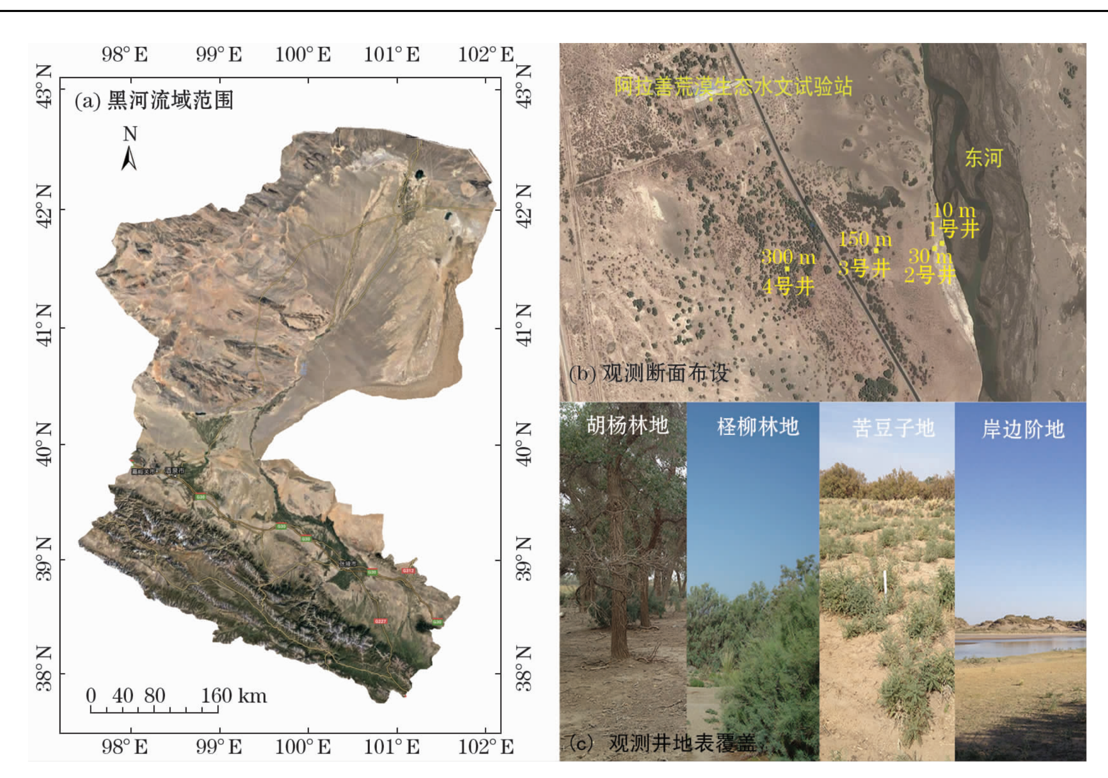


图 1　研究区位置及地下水位观测断面

Fig. 1　Location map of study area and the groundwater observation section

式中：ET_G 是日地下水蒸散量（mm·d^{-1}）；S_y 是给水度；r 是凌晨 00:00～04:00 地下水位回升速率（mm·h^{-1}）；s 是 24 h 地下水位变化幅度（下降为正，上升为负，mm·d^{-1}）。

采用 Penman-Monteith 方法[25]对潜在蒸散发（ET_0，mm·d^{-1}）进行计算，公式如下：

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 - 0.34u_2)} \qquad (3)$$

式中：ET_0 为潜在蒸散量（mm·d^{-1}）；R_n 为净辐射量（MJ·m^{-2}·d^{-1}）；G 为土壤热通量（MJ·m^{-2}·d^{-1}）；γ 为湿度计常数（kPa·℃$^{-1}$）；Δ 为饱和水汽压与温度关系曲线的斜率（kPa·℃$^{-1}$）；T 为空气平均温度（℃）；u_2 为在地面以上 2 m 处的风速（m·s^{-1}）；e_s 为空气饱和水汽压（kPa）；e_a 为空气实际水汽压（kPa）。

2　结果与讨论

2.1　不同时间尺度地下水位变化特征及其影响因素

2014—2015 年，额济纳绿洲河岸林地下水位监测断面各观测井的地下水位变化过程如图 2 所示。额济纳绿洲河岸林地下水位埋深较浅，2014—2015 年，监测断面地下水的最大埋深为 2.7 m。额济纳绿洲荒漠河岸林地下水位的变化主要受河道侧渗对地下水的补给以及河岸林植物耗水的影响。从季节尺度来看，每年 10 月～次年 4 月为地下水位上升期，河岸林地下水位经 7 个月的补给上升，在 4 月下旬植物生长季开始前达到最高水位；4 月下旬至 9 月，为额济纳河岸林胡杨和柽柳等植物的生长季，这些植物通常具有较深的根系，可以直接或间接地利用浅层地下水，植物生长季为地下水的主要消耗期，河岸林地下水位在经过生长季下降后，于9月底水

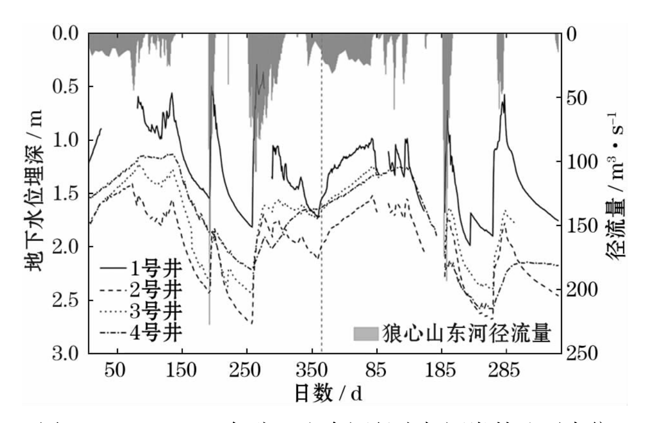


图 2　2014—2015 年狼心山东河径流与河岸林地下水位

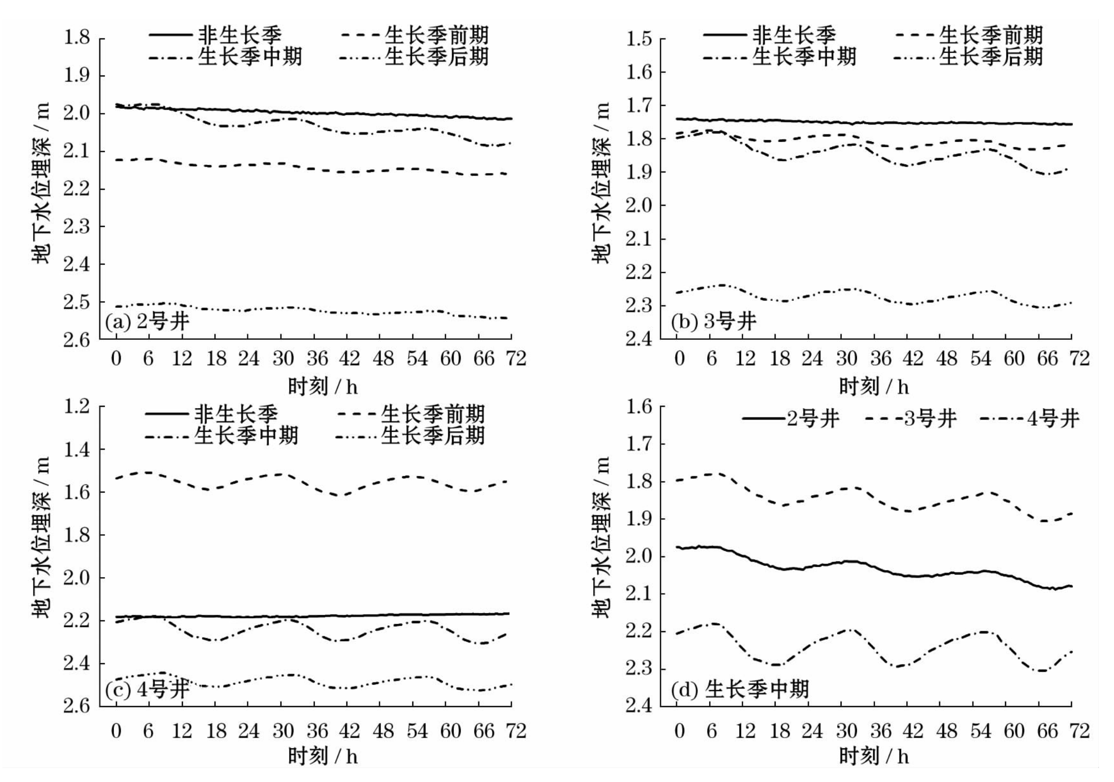
Fig. 2　Discharge of Donghe River at Langxin Mountain hydrologic station and the groundwater levels of desert riparian forests from 2014 to 2015

位达到低值。

当存在上游来水时,额济纳河岸林地下水位因得到河水的补给而相应上升,从图 2 可知,在植物生长季水位持续下降期内,上游来水引起浅层地下水位突然上升。在之前的研究中,尹力等[26]通过同位素方法发现黑河下游河岸林植物生长的主要水分来源于土壤水和浅层地下水,而土壤水和浅层地下水由黑河源区降水经河道输水补给。因此,这种间歇性的河道径流对额济纳绿洲河岸林浅层地下水的补给为河岸林植物的生长提供了充足的水源,有利于河岸林生态系统的稳定和绿洲生态恢复。

非生长季及生长季不同时期的河岸林地下水位日变化过程如图 3 所示。在植物生长季,地下水位在长时间持续下降背景下具有显著的日间下降、夜间上升的日变化特征,地下水位的日高值出现在上午 8:00 左右,经过日间植物蒸散消耗在 18:00 达到日低值,而 18:00 至次日 8:00 为地下水位回升恢复时间(图 4a)。由于植物生长季蒸腾作用对地下水的强烈消耗,使得河岸林地下水位表现出日尺度波动变化特征现象,在之前的许多浅层地下水研究中都有发现[27-29]。额济纳绿洲荒漠河岸林地下水位的日尺度波动特征在 4 月下旬生长季开始时出现,到 9 月底生长季结束时消失。在生长季的不同时期,地下水位日波动变化的主要区别是不同时期植物蒸腾作用的强弱引起的日波动幅度的差异。如图 3c 所示,生长季前期、中期和后期柽柳林中 3 号井的 3 d 平均地下水位日波动幅度分别为 0.034 m、0.063 m 和 0.038 m。

在非生长季,地下水位一般没有较规律变化特征,仅表现出季节尺度上的上升趋势。但如图 4b 中所示,与植物生长季蒸腾引起的日波动变化不同,在非生长季的某些时段内也存在微小的日尺度波动变化特征,地下水位日高值出现在 16:00 ~ 18:00,日低值出现在上午 6:00 ~ 8:00。MEYER 等[30-31]都曾发现过温度变化引起的地下水位日波动变化,其中 TURK 提出气温是通过改变气压而影响地下水及其上土壤毛细水之间的相互转化引起地下水位的日波动变化。为此,本文分析了非生长季的地下水位日波动变化与水温之间的关系(图 4b)。从图中可看出,非生长季出现的地下水位日波动变化与蒸散速率的日变化之间没有明显的相关关系,而与水温具有相同的变化特征。这是因为在非生长季,蒸



注:非生长季选取 4 月上旬 3 d;生长季前期选取 5 月中旬 3 d;生长季中期选取 7 月上旬 3 d;生长季后期选取 9 月上旬 3 d

图 3　非生长季与生长季不同时期不同地表覆盖下地下水位 72 h 变化状况

Fig. 3　Example of diurnal water table fluctuations observed from monitoring wells at different vegetation covers in 72 hours at non-growing season and different periods of growing season

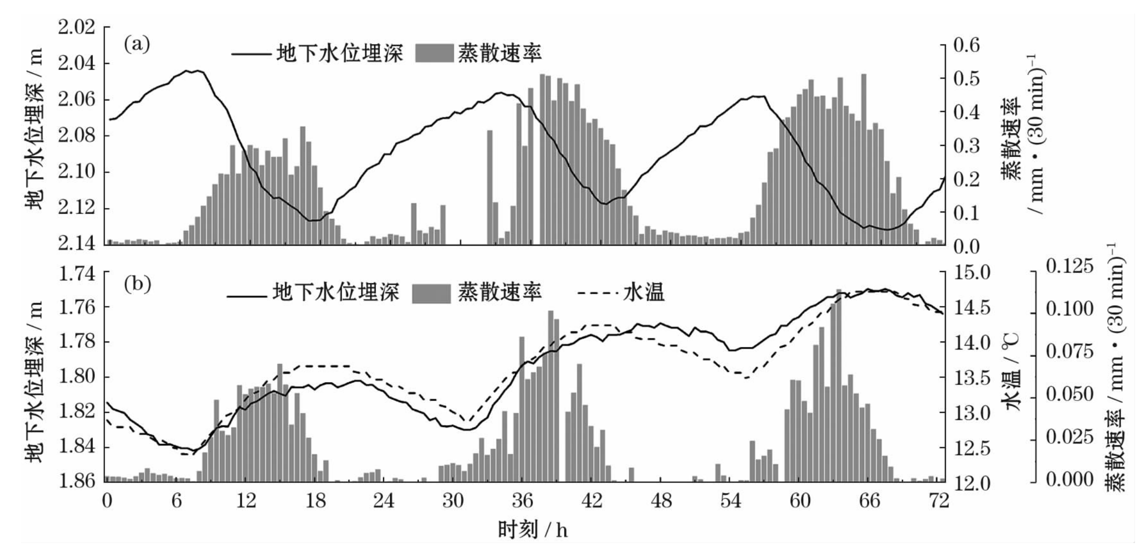


图 4　生长季与非生长季地下水位日变化与蒸散速率及水温的关系

Fig. 4　Diurnal water table fluctuations, evapotranspiration and temperature of water at growing season and non-growing season

散发主要为地表及浅层土壤的水分蒸发,并没有对地下水造成直接的消耗,蒸散发并没有造成地下水位明显下降,因此认为水温的日变化可能是造成非生长季地下水位日波动的原因。

2.2　距河道不同距离地下水位变化特征及影响因素

地下水监测断面各监测井水位变化特征的差异主要是由其距河道距离的变化和不同地表覆盖类型所决定。由于荒漠河岸林浅层地下水的主要补给来源为黑河下游河道径流,因此,各地下水位观测井与河道之间不同的距离影响了河水对其的补给状况。从图 2 中看出,当河流径流量较小时,只有靠近河道的 1 号、2 号观测井有明显的水位上升,距离较远的 3 号、4 号观测井则没有明显的变化;当河道径流量较大时,各观测井地下水位都出现显著上升,越靠近河道的观测井上升幅度越大,并随观测井与河道距离的增加而减小。

各观测井地表的不同植被覆盖状况对于生长季地下水位的日波动变化具有较大的影响。距离河道最近的 1 号井位于河岸盐碱地,地表无植被覆盖,因此其地下水位并不具有日波动变化特征。2 号、3 号和 4 号井地表植被覆盖分别为苦豆子、柽柳和胡杨,这 3 种植被不同的生长特点使得其地下水位日波动变化具有相应的差异。在生长季中期,位于苦豆子地中的 2 号井具有最小的地下水位日变化幅度,为 0.039 m,柽柳林中的 3 号井和胡杨林内的 4 号井地下水位日变化幅度分别为 0.062 m 和 0.098 m(图 3d)。除植物蒸腾速率差异外,不同植被下的土壤性质差异也会对地下水日波动变化幅度产生影响[32],尤其是在河岸林这样沿河道距离土壤性质空间异质性极强的生态系统内。

不同植物间物候期的差异,使得各植物生长季开始的日期和持续时间也不同,使得不同植被覆盖下观测井中由植物蒸腾引起的地下水位日波动变化特征出现的时间也不尽相同。胡杨林内的 4 号井在 5 月中旬就出现地下水位日波动特征,而柽柳林内的 3 号井和苦豆子地里的 2 号井分别从 5 月下旬和 6 月初开始出现。但 3 种植被覆盖下的地下水位日波动特征均在 9 月下旬消失。

2.3　额济纳荒漠河岸林地下水位对上游来水的响应变化

间歇性河流通过河床垂直渗漏及侧向渗漏补给沿岸浅层地下水,是干旱地区河岸林生态系统的主要水分来源。在河水补给浅层地下水的过程中,河水补给通常沿地下水位降低的方向流动,常与河道垂直[33],所以,与河道间距离不同的观测井,其地下水位对河水补给的响应具有一定差异。

2.3.1　距河道不同距离地下水位对上游来水的响应时间　由于河水大致沿垂直于河道的方向对浅层地下水进行补给,地下水沿垂直河道方向的流动速度较慢,所以,距河道越远的观测井观测到的地下水位开始上升的时间就越晚。在 2014 年 7 月分水过程中,地下水监测断面上各观测井的水位变化情况(图 5),距离较近的 1 号、2 号井水位上升时间极为接近,而较远处的 3 号井具有较为明显的响应时间滞后现象。距河道最远处的 4 号井没有发生显著的水位上升,只在分水过程后期可以观察到长时间尺

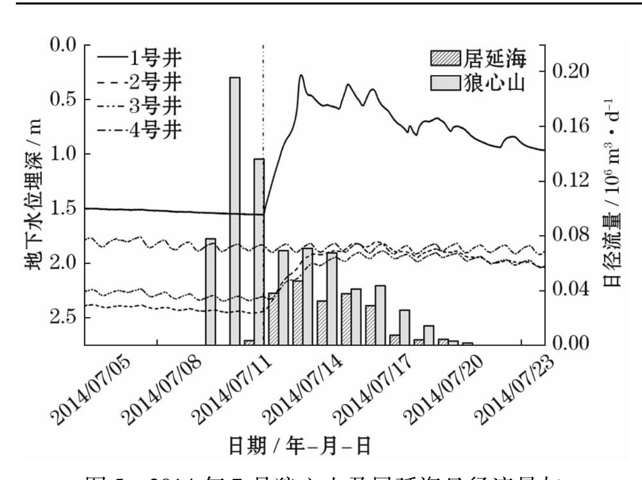


图 5　2014 年 7 月狼心山及居延海日径流量与距河道不同距离地下水位

Fig. 5　Discharge of Donghe River at Langxin Mountain hydrologic station and Juyan Lake and the groundwater levels of wells in the observation section in July 2014

度的水位下降速率轻微减缓现象。但在其他一些分水事件过程中,各观测井水位开始上升的时间极为接近,尽管地下水位观测数据具有相当高的时空分辨率,但没有发现明显的随着与河道距离增加而出现响应时间滞后现象。LIANG 等[34]认为间歇性河流来水时对沿岸地下水的补给不应只考虑河水沿垂直河道方向的直接补给,还应该考虑上游沿岸地下水受到河水补给而水位上升后,沿平行河流的地下水位梯度下降方向对下游河岸地下水产生的补给。这种河道来水时上游河岸地下水对下游地下水的补给现象可能对不同位置观测井对河水补给的响应时间产生影响,使得各观测井没有出现明显的地下水位响应时间的滞后效应。

2.3.2　距河道不同距离地下水位上升幅度　图 6 为 2015 年 7 月分水事件中地下水位观测断面上的地下水位的上升状况。距离河道越近,地下水位的上升幅度就越大。在这次分水结束后,1 号井地下水位上升幅度最大,约为 0.65 m,2 号、3 号和 4 号井的上升幅度分别约为 0.45 m、0.35 m 和 0.05 m。在受到河水补给后,沿岸地下水位迅速上升,分水事件中期水位上升到最高,此后随着分水事件的发展直至结束,地下水位逐渐下降。水位下降的主要原因为植物生长消耗和地下水的侧向流动,其中也包括分水事件后期沿岸地下水对河水的补给。

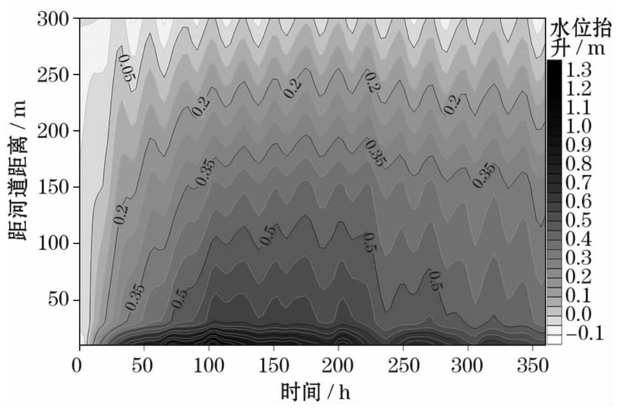


图 6　2015 年 7 月分水过程沿岸地下水水位变化(Kriging 插值)

Fig. 6　Change of groundwater depth based on Kriging spatial interpolation method in the observation section in a period of water tranfer in July 2015

表 1　2013—2015 年 6 次分水事件及观测断面地下水位变化

Tab. 1　Six periods of water transfer and the groundwater levels of wells in the observation section from 2013 to 2015

开始日期	结束日期	总径流量 / 10^6 m^3	日均径流量 / 10^6 $m^3 \cdot d^{-1}$	地下水位变化 / m			
				1 号井	2 号井	3 号井	4 号井
2013/07/15	2013/07/31	0.625 9	0.036 8	0.542	0.366	0.254	–
2013/09/06	2013/10/31	2.186 1	0.039 0	1.075	0.942	0.869	0.513
2014/07/10	2014/07/20	0.747 5	0.067 9	0.689	0.470	0.336	-0.060
2014/09/09	2014/10/04	1.599 2	0.061 5	1.320	1.005	0.824	0.309
2015/07/06	2015/07/22	1.092 6	0.064 3	0.792	0.546	0.393	0.034
2015/09/28	2015/10/08	0.363 7	0.033 1	0.316	0.275	0.262	0.132

表 1 为 2013—2015 年 6 次分水事件后各观测井地下水位相较于河水补给之前的上升幅度。分水事件中河流径流量越大,持续时间越长,则各观测井水位上升幅度也越大。XI 等[35]研究发现整个分水事件过程中河水总径流量对地下水位上升幅度的影响最大,图 7a 中为 6 次分水事件后各观测井地下水位的变化幅度与分水过程中河水总径流量之间的关系。2013 年 9 月 ~ 10 月的这次分水事件,虽然总径流量是 6 次分水事件中最大的,但由于这次分水事件持续时间也最长,达到了 56 d,所以其分水过程中的日均径流量相对较小,且在河水补给下地下水位逐渐升高,使得河水对沿岸地下水的补给降低,这些

因素都使得此次分水造成的地下水位上升幅度不是6次分水中最高的。

为了定量分析分水事件的总径流量和日均流量对沿岸地下水位上升的影响，对6次分水事件结束后各观测井地下水位的上升幅度及分水总径流量、日均径流量和观测井距河道距离进行了多元线性回归分析，并建立回归方程。回归分析结果进一步证明了这三项因素对地下水位上升幅度的决定性影响，判定系数 R^2 为0.82，回归方程为：

$$y = 0.2473 + 0.3856x_1 + 1.4705x_2 - 0.00196x_3 \quad (4)$$

式中：x_1 为分水事件总径流量（$10^6\ m^3$）；x_2 为日均径流量（$10^6\ m^3$）；x_3 为观测井距河道位置（m）。

2.3.3 河道径流对沿岸地下水的补给宽度 荒漠河岸林沿河流呈带状分布，在分水过程中就必须保证河水对河岸地下水的补给宽度与河岸林的分布相适宜，以维持河岸林生态系统的稳定。图7b为6次分水后地下水位变化幅度与距河道距离之间的关系，可看出，距离河道越近，河水对地下水的补给就越强，随着与河道间距离的增加地下水位上升幅度呈显著下降，随后下降速率减缓。由于随着与河道间距离的增加，河岸土壤和地表植被等具有较大的空间异质性，所以考虑分水后的地下水位上升状况可能并不能全面地反映河水对沿岸不同距离处地下水的补给状况。若假设分水后地下水位的上升幅度随与河道距离的增加均匀减小，可估算不同分水事件对沿岸地下水的直接补给宽度。

图7c中为6次分水的地下水补给宽度估算结果，7月的分水事件补给宽度显著小于9月和10月，主要是由于7月炎热干旱的气象条件下潜在蒸散发极高，加之处于植物生长旺盛期，蒸腾作用强烈，对浅层地下水造成了大量消耗。一般来说，发生在相同季节的分水事件，其总径流量越大，补给宽度也越大，但是分水持续时间和日均径流量也可能会对补给宽度产生一定影响。需要注意的是，这里提

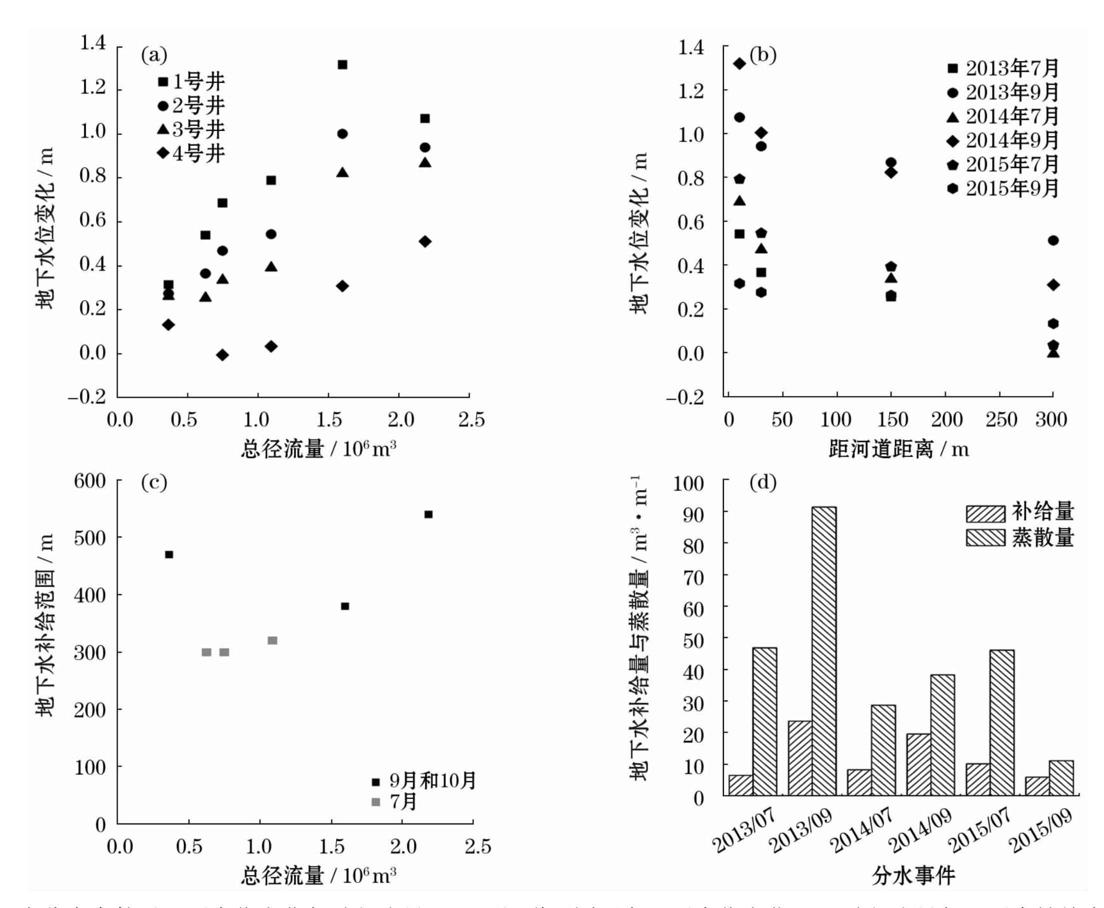


图7 6次分水事件后地下水位变化与总径流量（a）；距河道不同距离地下水位变化（b）；总径流量与地下水补给宽度（c）；地下水补给量与蒸散量（d）

Fig. 7 Changes of groundwater depth and sums of discharge of Donghe River at Langxin Mountain hydrologic station(a); Changes of groundwater depth at wells in different distances to river(b); sums of discharge of Donghe River at Langxin Mountain hydrologic station and ranges of groundwater recharge(c); recharges of groundwater and evapotranspiration after six periods of water transfer(d)

到的补给宽度指的是分水结束时直接受到补给的范围,在分水结束后,沿岸地下水还会存在沿地下水位梯度进行的侧向流动,补给距河道更远处的地下水。

此前的研究中,平建华等[36]使用同位素方法对黄河下游河水侧渗的影响范围进行了研究,结果表明在郑州一带,黄河对南岸地下水的影响范围为 5 km。ANZAI 等[37]在哈萨克斯坦伊犁河流域内的研究发现,河道渗漏可以影响到河岸 300 m 范围内的浅层地下水位。但这些研究只是针对某一时期内河道渗漏对沿岸地下水的影响范围,而缺少对间歇性河流不同分水事件的地下水补给宽度的研究。为研究不同分水事件对沿岸地下水的补给宽度,对 6 次分水事件的补给宽度及分水总径流量、日均流量和分水期间日均潜在蒸散进行了多元线性回归分析,并建立回归方程。判定系数 R^2 为 0.83,回归方程为:

$$y = 624.8 + 0.04376x_1 - 2.553x_2 - 26.38x_3 \quad (5)$$

式中:x_1 为分水事件总径流量($10^3 m^3$);x_2 为日均流量($10^3 m^3$);x_3 为分水期间日均潜在蒸散量(mm)。

本研究中的地下水补给宽度为简单估算结果,要获取更加准确的分水事件特征与地下水补给宽度之间的关系,还需要结合模型及同位素方法进行深入研究。

2.3.4　*河道径流对沿岸地下水的补给量*　基于之前地下水位上升幅度随与河道间距离增加均匀减小的假设,使用公式(1)计算了 6 次分水事件对沿岸地下水的补给量,结果如图 7d 所示。VILLENEUVE 等[38]在之前的研究中发现,间歇性河流对沿岸地下水的补给量只占到河道渗漏损失总量的 25% 左右,剩余绝大部分都通过蒸散发过程损失,还有一部分补给深层地下水。根据地下水位日波动方法(WHITE 方法)对 6 次分水期间 2 号、3 号和 4 号井即苦豆子、柽柳和胡杨 3 种植被覆盖下的地下水蒸散量,1 号井的地下水蒸散量取 Penman-Monteith 潜在蒸散的 1/3。极端干旱地区河道径流渗漏是沿岸地下水的主要补给来源,所以在分水事件期间沿岸地下水补给量和补给宽度内蒸散量之和接近河流河道渗漏总量。2013—2015 年 6 次分水事件结束后,地下水补给量占补给量与蒸散量总和的平均比例为 23.6%,其中 7 月地下水补给量占总量的平均比例为 17.5%,9 月和 10 月为 29.7%。

Batlle-Aguilar 和 Cook 通过模型模拟发现,河道径流至少需要持续 10 ~ 15 d 才会对沿岸地下水形成补给,短时径流的河道渗漏基本都会被蒸散完全消耗,当存在河道径流时,沿岸地下水上升和土壤水含量增加促使蒸散速率增大。虽然间歇性河道渗漏被认为是干旱地区河岸地下水最重要的补给来源,但是准确估算河流对沿岸地下水的补给量还存在一些挑战,河流河道渗漏损失的水量并不等于地下水接受的补给量。

3　结 论

本文根据实测高分辨率地下水位数据对额济纳荒漠河岸林地下水位变化状况及其与分水期河道径流的关系进行了研究分析,主要结果如下:

(1)额济纳绿洲河岸林地下水位在季节尺度上具有植物生长季下降,非生长季上升的变化特征。河岸林植物通常具有较深的根系,可以直接或间接地利用浅层地下水,使植物生长季成为地下水的主要消耗方式。

(2)植物生长季时,地下水位在日尺度上具有白天下降,夜间上升的日周期变化特征,且不同植被覆盖类型下及植物不同生长时期的生长季日波动幅度存在显著差异,这种差异主要是由地表植被蒸腾速率和土壤性质的时空差异引起;在非生长季,地下水位一般不具规律的日变化特征,仅表现出季节尺度上的上升趋势。

(3)黑河下游河水的河道渗漏是沿岸浅层地下水的主要补给来源,分水事件中,距河道不同距离的地下水位对河水补给的响应时间随距离变远而增加,分水结束时的地下水位上升幅度随距离变远而减小,分水总径流量、分水持续时间和日均径流量是地下水补给宽度的主要影响因素,河水对沿岸地下水的补给宽度在很大程度上也决定了河岸林系统的分布范围。

(4)河流河道渗漏损失的水量并不等于对地下水接受的补给量,河道渗漏水量的绝大部分都通过蒸散发过程损失,2013—2015 年 6 次分水事件结束后,地下水补给量占补给量与蒸散量总和的平均比例为 23.6%。

本文中关于河流分水事件对沿岸地下水的补给宽度和补给量做了初步估算,目前,准确计算河流对沿岸地下水的补给宽度和补给量还存在一些挑战,还需要结合模型、同位素等多种方法进行进一步的深入研究。了解干旱区间歇性河流对沿岸地下水精

确的补给特征，对于气候变化及强烈人为活动下的荒漠河岸林及绿洲的生态稳定具有重要意义。

参考文献(References)

[1] SIBANDA T, NONNER J C, UHLENBROOK S. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe[J]. Hydrogeology Journal, 2009, 17(6):1427－1441.

[2] HUO Z, FENG S, KANG S, et al. Numerically modeling groundwater in an arid area with ANN-generated dynamic boundary conditions[J]. Hydrological Processes, 2011, 25(5):705－713.

[3] WALTER M T, KIM J S, STEENHUIS T S, et al. Funneled flow mechanisms in a sloping layered soil: Laboratory investigation[J]. Water Resources Research, 2000, 36(4):841－849.

[4] YAO Y, ZHENG C, LIU J, et al. Conceptual and numerical models for groundwater flow in an arid inland river basin[J]. Hydrological Processes, 2015, 29(6):1480－1492.

[5] 敖菲，于静洁，王平，等. 黑河下游地下水位变化特征及其原因[J]. 自然资源学报, 2012, (4):686－696. [AO Fei, YU Jingjie, WANG Ping, et al. Changing characteristics and influencing causes of groundwater level in the lower reaches of the Heihe River[J]. Journal of Natural Resources, 2012, (4):686－696.]

[6] 米丽娜，肖洪浪，朱文婧，等. 1985—2013年黑河中游流域地下水位动态变化特征[J]. 冰川冻土, 2015, 37(2):461－469. [MI Lina, XIAO Honglang, ZHU Wenjing, et al. Dynamic variation of the groundwater level in the middle reaches of the Heihe River during 1985－2013[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(2):461－469.]

[7] SHANAFIELD M, COOK P G. Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: A review of applied methods[J]. Journal of Hydrology, 2014, 511(7):518－529.

[8] DULOHERY C J, KOLKA R K, MCKEVLIN M R, et al. Effects of a willow overstorey on planted seedlings in a bottomland restoration[J]. Ecological Engineering, 2000, 15(3):S57－S66.

[9] BATLLE-AGUILAR J, COOK P G. Transient infiltration from ephemeral streams: A field experiment at the reach scale[J]. Water Resources Research, 2012, 48, W11518, doi: 10.1029/2012WR012009.

[10] HARTE P T, KIAH R G. Measured river leakages using conventional streamflow techniques: The case of Souhegan River, New Hampshire, USA[J]. Hydrogeology Journal, 2009, 17(2):409－424.

[11] SCHMADEL N M, NEILSON B T, STEVENS D K. Approaches to estimate uncertainty in longitudinal channel water balances[J]. Journal of Hydrology, 2010, 394(3－4):357－369.

[12] HOGAN J F, PHILLIPS F M, SCANLON B R. Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge, Walnut Gulch, San Pedro River Basin, Arizona[C]//Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States. Washington DC: American Geophysical Union, 2013:77－99.

[13] FULTON S A. Technical report great artesian basin resource assessment[R]. Tunis: General Water Resources Direction, 2012.

[14] 张应华，仵彦卿，丁建强，等. 运用氧稳定同位素研究黑河中游盆地地下水与河水转化[J]. 冰川冻土, 2005, 27(1):106－110. [ZHANG Yinghua, WU Yanqing, DING Jianqiang, et al. Exchange of groundwater and river water in a basin of the middle Heihe River by using $\delta^{18}O$[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(1):106－110.]

[15] 胡兴林，肖洪浪，蓝永超，等. 黑河中上游段河道渗漏量计算方法的试验研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2):460－468. [HU Xinglin, XIAO Honglang, LAN Yongchao, et al. Experimental study of calculating method of river seepage in middle and upper reaches of the Heihe River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(2):460－468.]

[16] 席海洋，冯起，司建华，等. 黑河下游额济纳三角洲河道渗漏对地下水补给研究综述[J]. 冰川冻土, 2012, 34(5):1241－1247. [XI Haiyang, FENG Qi, SI Jianhua, et al. A review of river course leakage in the Ejina Delta in the lower reaches of the Heihe River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(5):1241－1247.]

[17] 周敏. 干旱区季节性河流和田河中下游侧向渗漏遥感研究[D]. 乌鲁木齐：新疆师范大学, 2013. [ZHOU Min. Study on lateral leakage of middle-lower reaches of seasonal Hotan River in arid region based on remote sensing[D]. Urumqi: Xinjiang Normal University, 2013.]

[18] 熊宇斐，张广朋，徐海量，等. 塔里木河河床渗透系数及其渗漏水量分析[J]. 干旱区研究, 2017, 34(2):266－273. [XIONG Yufei, ZHANG Guangpeng, XU Hailiang, et al. Hydraulic conductivities of riverbed sediment and leakage water volume of the Tarim River[J]. Arid Zone Research, 2017, 34(2):266－273.]

[19] 陶希东，赵鸿婕. 河西走廊生态脆弱性评价及其恢复与重建[J]. 干旱区研究, 2002, 19(4):7－12. [TAO Xidong, ZHAO Hongjie. Study on the vulnerability assessment, restoration and regeneration of the ecology in the Hexi Corridor[J]. Arid Zone Research, 2002, 19(4):7－12.]

[20] 司建华，冯起，席海洋，等. 黑河下游额济纳绿洲生态需水关键期及需水量[J]. 中国沙漠, 2013, 33(2):560－567. [SI Jianhua, FENG Qi, XI Haiyang, et al. Determination of critical period and requirment of ecological water demanded in the Ejina Oasis in lower reaches of the Heihe River[J]. Journal of Desert Research, 2013, 33(2):560－567.]

[21] 席海洋，冯起，司建华. 实施分水方案后对黑河下游地下水影响的分析[J]. 干旱区地理, 2007, 30(4):487－495. [XI Haiyang, FENG Qi, SI Jianhua. Influence of water transport project on groundwater level at lower reaches of the Heihe River[J]. Arid Land Geography, 2007, 30(4):487－495.]

[22] 张武文，史生胜. 额济纳绿洲地下水动态与植被退化关系的研究[J]. 冰川冻土, 2002, 24(4):421－425. [ZHANG Wuwen, SHI Shengsheng. Study on the relation between groundwater dynamics and vegetation degeneration in Erjina Oasis[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 24(4):421－425.]

[23] LOHEIDE S P, BUTLER J J, GORELICK S M. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment[J]. Water Resources Research, 2005, 41(7):372－380.

[24] WHITE W N. A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil: Results of investigations in Escalante Valley, Utah, US[M]. Washington: United States Government Printing Office, 1932.

[25] MONTEITH J L. Evaporation and environment[J]. Symposia of So-

ciety for Experimental Biology,1965,19:205－234.

[26] 尹力,赵良菊,阮云峰,等. 黑河下游典型生态系统水分补给源及优势植物水分来源研究[J]. 冰川冻土,2012,34(6):1478－1486. [YIN Li,ZHAO Liangju,RUAN Yunfeng,et al. Study of the replenishment sources of typical ecosystems water and dominant plant water in the lower reaches of the Heihe,China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2012,34(6):1478－1486.]

[27] DUNKERLEY D L. Bank permeability in an Australian ephemeral dry-land stream:Variation with stage resulting from mud deposition and sediment clogging[J]. Earth Surface Processes & Landforms,2010,33(2):226－243.

[28] DAHM C N,CLEVERLY J R,COONROD J E A,et al. Evapotranspiration at the land/water interface in a semi-arid drainage basin[J]. Freshwater Biology,2002,47(4):831－843.

[29] 袁国富,罗毅,邵明安,等. 塔里木河下游荒漠河岸林蒸散规律及其关键控制机制[J]. 中国科学(地球科学),2015,45(5):695－706. [YUAN Guofu,LUO Yi,SHAO Ming'an,et al. Evapotranspiration and its main controlling mechanism over the desert riparian forests in the lower Tarim River Basin[J]. Science China (Earth Sciences),2015,45(5):695－706.]

[30] MEYER A F. Effect of temperature on ground-water levels[J]. Journal of Geophysical Research,1960,65(6):1747－1752.

[31] TURK L J. Diurnal fluctuations of water tables induced by atmospheric pressure changes[J]. Journal of Hydrology,1975,26(1):1－16.

[32] LAUTZ L K. Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone[J]. Hydrogeology Journal,2008,16(3):483－497.

[33] NOWINSKI J D,CARDENAS M B,LIGHTBODY A F,et al. Hydraulic and thermal response of groundwater-surface water exchange to flooding in an experimental aquifer[J]. Journal of Hydrology,2012,(472－473):184－192.

[34] LIANG X,ZHAN H,SCHILLING K. Spatiotemporal responses of groundwater flow and aquifer-river exchanges to flood events[J]. Water Resources Research,2018,54(4):1513－1532.

[35] XI H,FENG Q,ZHANG L,et al. Groundwater storage changes and estimation of stream lateral seepage to groundwater in desert riparian forest region[J]. Hydrology Research,2017,49(3):861－877.

[36] 平建华,曹剑峰,苏小四,等. 同位素技术在黄河下游河水侧渗影响范围研究中的应用[J]. 吉林大学学报,2004,34(3):399－404. [PING Jianhua,CAO Jianfeng,SU Xiaosi,et al. Application of isotopic technique in the research of the affected range of lateral seepage of the down-Yellow River water[J]. Journal of Jilin University,2004,34(3):399－404.]

[37] ANZAI T,KITAMURA Y,SHIMIZU K. The influence of seepage from canals and paddy fields on the groundwater level of neighboring rotation cropping fields:A case study from the lower Ili River Basin,Kazakhstan[J]. Paddy and Water Environment 2014,12(3):387－392.

[38] VILLENEUVE S,COOK P G,SHANAFIELD M,et al. Groundwater recharge via infiltration through an ephemeral riverbed,central Australia[J]. Journal of Arid Environments,2015,117:47－58.

Spatiotemporal dynamics of groundwater levels in a desert riparian forest and its response to surface runoff

ZHANG Jing-tian[1,2], XI Hai-yang[1]

(1 *Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Basin/Alxa Desert Ecohydrological Experimental Research Station/Northwest Institute of Eco-Environment and Resources,Chinese Academy of Sciences,Lanzhou* 730000,*Gansu*,*China*;
2 *University of Chinese Academy of Sciences*,*Beijing* 100049,*China*)

Abstract: Desert riparian forests are important ecosystems in arid regions,and the recharge of shallow groundwater through the intermittent river flow is the primary water source for the plants in these riparian forests. Based on groundwater elevation data collected from the riparian forest of Ejina Oasis in northwest China,which achieves high spatiotemporal resolution,we analyzed the dynamics of the shallow groundwater and its response to river discharge. We found that groundwater levels declined during the growing season and rose when plants stopped growing. We also observed a diurnal fluctuation,with water levels rising during the daytime and declining at night. The amplitude of this diurnal fluctuation depended on the vegetation cover and the intensity of evapotranspiration during different periods of plant growth. Infiltrating river water is the dominant recharge source of the shallow groundwater in the lower reach of the Heihe River. During periods of water transfer,the groundwater response times increased,and the magnitude of groundwater uplift declined with distance from the river. Gross discharge,discharge duration,and daily average discharge were the main factors governing groundwater recharge. River seepage was mostly lost as evapotranspiration. After six periods of water transfer in the Heihe River from 2013 to 2015,the average ratio of groundwater recharge to the sum of groundwater recharge and evapotranspiration was 23.6%.

Key words: desert riparian forests; groundwater level; river leakage; groundwater recharge